

GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

DIRECTOR: ISMAEL HERRERA

SUBDIRECTOR: MANUEL MALDONADO-KOERDELL

Volumen 9

México, D. F., Enero-Junio de 1969

Números 1-3

SIMPOSIO PANAMERICANO DEL MANTO SUPERIOR PAN-AMERICAN SYMPOSIUM ON THE UPPER MANTLE

(MÉXICO, D. F., MARZO 18-21, 1968
MARCH)

GRUPO V-SISMOLOGÍA
GROUP V-SEISMOLOGY

LA ZONA DE BAJA VELOCIDAD *

DON L. ANDERSON ** y CHARLES SAMMIS **

RESUMEN

La zona de baja velocidad en regiones tectónicas y oceánicas es demasiado pronunciada para ser únicamente producto de altos gradientes de temperatura. La fusión parcial es consistente con la baja velocidad, la baja Q y con los límites abruptos de esta región del manto superior y también es consistente con los valores medidos del flujo de calor. Las bajas temperaturas de fusión que se infieren parecen indicar que la presión del agua es suficientemente alta para bajar el punto de solidus de 200°C a 400°C por abajo de las determinaciones de laboratorio del punto de fusión de silicatos anhidros.

La inestabilidad mecánica de una capa fundida parcialmente en el manto superior es probablemente una fuente importante de energía tectónica. La cima de la zona de baja velocidad se puede considerar como una superficie autolubricada sobre la cual pueden deslizarse la corteza y la cima del manto con muy poca fricción. El movimiento de alejamiento lateral de la corteza y del manto superior con respecto a los altos oceánicos se contrarresta con el flujo de material fundido en la capa de baja velocidad hacia el alto donde eventualmente emerge como corteza nueva. Si este flujo lateral del material fundido no es tan activo como la remoción del magma de la cima, entonces migrarán las regiones de extrusión tales como los altos oceánicos.

INTRODUCCION

La zona de baja velocidad es una característica del manto superior bien establecida ahora en regiones tectónicas y oceánicas. Hay evidencias de que esta región del manto

THE LOW VELOCITY ZONE *

DON L. ANDERSON ** AND CHARLES SAMMIS **

ABSTRACT

The low velocity zone in tectonic and oceanic regions is too pronounced to be the effect of high temperature gradients alone. Partial melting is consistent with the low velocity, low Q and abrupt boundaries of this region of the upper mantle and is also consistent with measured heat flow values. The inferred low melting temperatures seem to indicate that the water pressure is sufficiently high to lower the solidus about 200° C to 400° C below laboratory determinations of the melting point of anhydrous silicates.

The mechanical instability of a partially molten layer in the upper mantle is probably an important source of tectonic energy. The top of the low-velocity zone can be considered a self-lubricated surface upon which the top of the mantle and the crust can slide with very little friction. Lateral motion of the crust and upper mantle away from oceanic rises is counterbalanced by the flow of molten material in the low-velocity layer toward the rise where it eventually emerges as new crust. If this lateral flow of molten material is not as efficient as the upward removal of magma, the regions of extrusion, such as oceanic rises, will migrate.

INTRODUCTION

The low velocity zone is now a well established feature of the upper mantle in tectonic and oceanic region. There is evidence that this region of the mantle also attenuates

* Contribución 1547, División de Ciencias Geológicas, Instituto Tecnológico de California, Pasadena, California 91109.

** Laboratorio Sismológico, Instituto Tecnológico de California, Pasadena, California.

* Contribution 1547, Division of Geological Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, California 91109.

** Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.

también atenúa las ondas sísmicas más rápidamente que las regiones adyacentes. Los límites de la zona de baja velocidad están entre los 60 a 150 Km aproximadamente. La disminución total de velocidad es del 3 al 5% y la atenuación aumenta cuando menos por un factor de 3.

Una inversión en la velocidad puede deberse a un alto gradiente de temperatura, cambios en la composición, cambios en la fase sólido-sólido o al inicio de fusión parcial. Datos ultrasónicos indican que un gradiente de temperatura del orden de 6° a 10°C/Km. , puede anular el efecto de la presión en las ondas de compresión. El gradiente crítico para ondas cortantes es del orden de 2.5° a 4°C/Km. Por lo tanto son de esperarse gradientes de la velocidad bajos o negativos en el manto superior, particularmente para ondas cortantes. El consenso general parece ser que los altos gradientes de temperatura son una explicación adecuada para las zonas de baja velocidad Macdonald y Ness, (1961), Lubimova, (1967); Valle, (1956), Ringwood, (1962a) señalaron los serios obstáculos térmicos asociados con esta interpretación y Clark y Ringwood (1964) propusieron un cambio mineralógico. Magnitskiy (1965), después de considerar varias posibilidades concluyó que la "amorfización" era la responsable de la disminución de la velocidad. Press (1959) atribuyó la zona de baja velocidad a un "estado cercano al punto de fusión". Shimozuru (1963) enfatizó el posible papel de la fusión parcial. El propósito de este trabajo es investigar con mayor detalle el origen y las implicaciones de la zona de baja velocidad y señalar que probablemente no todo su origen radica en un alto gradiente de temperatura.

Combinamos datos ultrasónicos con datos sísmicos recientes para calcular los gradientes térmicos en el manto superior. En el primer modelo considerado suponemos que el manto superior es homogéneo en su composición y en sus fases. En el segundo modelo incluimos cambios mineralógicos tales como los propuestos por Green y Ringwood (1967).

RESULTADOS SISMICOS

Las dificultades asociadas para detectar zonas de baja velocidad con datos de ondas de cuerpo son bien conocidas. Para fuentes situadas arriba de la zona toda la evidencia es indirecta e involucra una disminución anómala de amplitudes a través de la distancia (efecto de zona de sombra) y un retraso entre P_n (o S_n) la rama de la curva del tiempo de traslado y la rama asociada con ondas refractadas hacia arriba desde la zona de baja velocidad. Sin embargo con los adelantos para la medición del tiempo y para la calibración de la amplitud estos métodos se pueden usar ahora con alguna seguridad para detectar la presencia de una inversión en la velocidad y para determinar la cima de la zona y el retraso total a través de ella. El espesor y la velocidad de la zona interaccionan hasta cierto punto, de manera que los detalles de esta región no pueden ser determinados sin ambigüedad con estas técnicas. El estudio de ondas superficiales y el método de tiempos de traslado vertical, aplicables en algunas regiones tectónicas dan una determinación más directa. Sobre una gran parte de la Tierra, los únicos datos

seismic waves more rapidly than adjacent regions. The boundaries of the low velocity zone are near 60 and 150 Km. The total decrease in velocity, amounts to about 3 to 5%; the attenuation increases by at least a factor of 3.

A velocity reversal may be due to a high temperature gradient, a change in composition, solid-solid phase changes or to the onset of partial melting. Ultrasonic data indicates that a temperature gradient of the order of 6 to 10°C/Km can cancel out the effect of pressure for compressional waves. The critical gradient for shear waves is of the order of 2.5 to 4°C/Km . Thus, low or negative velocity gradients can be expected in the upper mantle, particularly for shear waves. The current general consensus seems to be that high temperature gradients are an adequate explanation of low velocity zones (MacDonal and Ness, 1961; Lubimova, 1967; Valle, 1956). Ringwood (1962a) pointed out the serious thermal difficulties associated with this interpretation and he and Clark and Ringwood (1964) proposed a change in mineralogy. Magnitskiy (1965), after considering several possibilities concluded that "amorphization" was responsible for the decrease in velocity Press (1959) attributed the low velocity zone to a "state near the melting point". Shimozuru (1963) emphasized the possible role of partial melting. It is the purpose of this paper to investigate in greater detail the origin and implications of the low velocity zone and to point out that a high temperature gradient is probably not the whole story.

We combine ultrasonic data with recent seismic data in order to estimate the thermal gradients in the upper mantle. In the first model considered we assume that the upper mantle is homogeneous in composition and phase. In a second model we include changes in mineralogy such as have been proposed by Green and Ringwood (1967).

SEISMIC RESULTS

The difficulties associated with detecting low velocity zones with body wave data are well known. For sources above the zone all the evidence is indirect and involves an anomalous decrease of amplitudes with distance (the shadow zone effect) and a delay between the P_n (or S_n) branch of the travel time curve and the branch associated with waves being refracted upward from below the low velocity zone. However, with improvements in timing and in amplitude calibration these methods can now be used with some assurance in detecting the presence of a velocity reversal and in determining the top of the zone and the total delay through it. The thickness and velocity of the zone can, to some extent, be traded off against each other so the details of this region cannot be unambiguously determined with these techniques. Surface wave studies and the method of vertical travel times, applicable in some tectonic regions give a more direct determination. Over a large part of the Earth the only pertinent data comes from the study of sur-

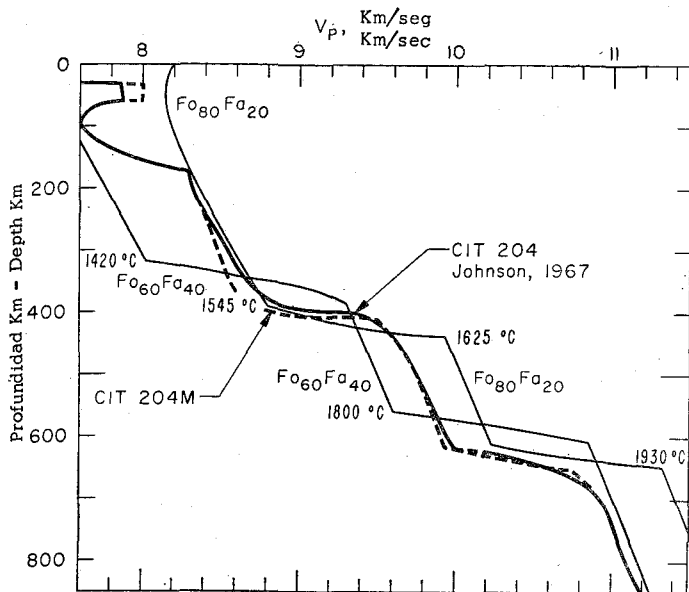


Fig. 1. Perfiles recientes de velocidad compresional para la parte Oeste de los Estados Unidos (Johnson, 1968; Julian y Anderson, 1968). Curvas Teóricas para mantos de olivino modificados de Anderson (1967).

Recent compressional velocity profiles for Western United States (Johnson, 1968; Julian and Anderson, 1968). Theoretical curves of olivine mantles modified from Anderson (1967).

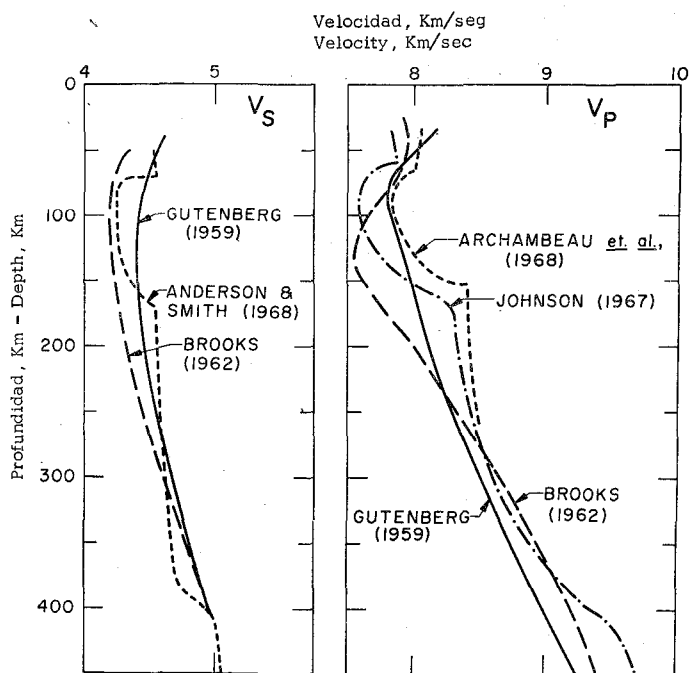


Fig. 2. Compendio de estructura del manto superior usados para calcular los gradientes de temperatura en la parte superior del manto y en la zona de baja velocidad.

Summary of upper mantle structures used to compute temperature gradients in the uppermost mantle and in the low velocity zone.

pertinentes provienen de estudio de ondas superficiales que son sensibles principalmente a la estructura de la velocidad cortante.

Si los gradientes de alta temperatura fuesen los responsables de la zona de baja velocidad, ésta debería empezar y terminar gradualmente como en el modelo original de Gutenberg (1959) y en el modelo de Brooks (1962). Modelos recientes presentan la cima y el fondo de esta zona relativamente abrupta.

La Fig. 1 muestra soluciones recientes de ondas de cuerpo para la parte oeste de los Estados Unidos (Johnson, 1967; Julián y Anderson, 1968). La región comprendida entre los 60 y los 150 Km, o sea la zona de baja velocidad es el

face waves which are mainly sensitive to the shear velocity structure.

If high temperature gradients are responsible for the low velocity zone it should begin and end gradually as in the original model of Gutenberg (1959) and in the model of Brooks (1962). Recent models have the top and bottom of this zone relatively abrupt.

Figure 1 shows recent body wave solutions for the western United States (Johnson, 1967; Julian and Anderson, 1968). The region between about 60 and 150 Km, the low velocity zone is the subject of the present paper. Also shown are

objeto de este estudio. También se muestran dos modelos teóricos de manto que muestran el efecto de la temperatura, presión, y cambios de fase sobre las velocidades compresionales en coladas exclusivas de olivino. Nótese la zona de baja velocidad somera centrada cerca de los 100 Km que resulta de los gradientes relativamente altos de temperatura en esta región del manto. Desde luego la zona real de baja velocidad es mucho más pronunciada que para este modelo homogéneo particular.

La Fig. 2 resume algunas de las soluciones ya publicadas para el manto superior. Estos son modelos tectónicos y oceánicos principalmente y el estudio siguiente es para estas regiones de la Tierra. Las estructuras usadas para los cálculos se deben a Johnson (1967), Archambeau *et al* (1968), Gutenberg (1959), Brooks (1962), y Anderson y Smith (1968). Los parámetros importantes de estos modelos se tabulan en la Tabla I. Puesto que los detalles de la zona de

two theoretical mantle models which indicate the effect of temperature, pressure and phase changes on compressional velocities in purely olivine mantles. Note the shallow low-velocity zone centered near 100 Km which results from the relatively high temperature gradient in this region of the mantle. Clearly the actual low velocity zone is much more pronounced than for this particularly homogeneous model.

Figure 2 summarizes some of the published solutions for the upper mantle. These are primarily oceanic and tectonic models and the following discussion is for these regions of the Earth. The structures used for the present calculations are due to Johnson (1967), Archambeau *et al* (1968), Gutenberg (1959), Brooks (1962), and Anderson and Smith (1968). The important parameters of these models are tabulated in Table I. Since the details of the low velocity

TABLA I

GRADIENTES DE VELOCIDAD EN LA CUBIERTA DE LA ZONA
DE BAJA VELOCIDAD

VELOCITY GRADIENTS IN THE TOP OF THE LOW VELOCITY ZONE

MODELO MODEL	FONDO DE LA CUBIERTA BOTTOM OF LID		MÍNIMO MINIMUM		$(\partial V/\partial Z)$ (KM/SEC/KM) (x 10 ³)	ΔZ %
	PROFUNDIDAD DEPTH KM	VELOCIDAD VELOCITY (KM/SEC) (KM/SEC)	PROF. DEPTH KM	VEL. VELOCITY (KM/SEC) (KM/SEC)		
Gutenberg (P) ²	60	8.15	150	7.85	—3.33	3.7
Gutenberg (S) ²	60	5.6	150	4.35	—2.78	3.4
Brooks (P) ¹	50	7.92	130	7.5	—5.25	5.3
Brooks (S) ¹	70	4.35	125	4.20	—2.7	3.4
Johnson (P) ³	70	8.05	100	7.85	—6.67	2.5
200202 (S) ⁴	70	4.39	100	4.26	—4.33	3.0
Archambeau <i>et al</i> (P) ⁵						
Bilby SE	60	7.93	90	7.66	—9.00	3.4
Bilby NE	60	8.02	80	7.83	—9.50	2.4
Shoal Fallon NE	60	7.93	95	7.70	—6.57	—2.9
Shoal Fallon SE	no existe cubierta no lid					

References — Referencias:

¹ Brooks (1962).

² Gutenberg (1959).

³ Johnson (1967).

⁴ Smith and Anderson (1968).

⁵ Archambeau *et al.*, (1968).

baja velocidad no están bien determinados, la disminución total de la velocidad o el gradiente de velocidad a través de esta región están definidos muy pobremente, pero la disminución total para estas estructuras es del 2.4% al 5.4%. Si la velocidad en esta región fuese continua el gradiente sería de —0.003 a —0.01 (Km/seg)/Km. Como demostraremos, estos cambios de velocidad si se atribuyen únicamente a efectos de presión y temperatura producen gradientes tér-

zone are not well determined the total decrease in velocity or the velocity gradient through this region is poorly defined, but the total decrease in velocity for these structures is about 2.4% to 5.4%. If the velocity in this region is continuous the gradient is about —0.003 to —0.01 (Km/sec)/Km. As we shall show these changes in velocity, if attributed to effects of temperature and pressure alone, give unreasonably high thermal gradients and heat flow values.

micos y valores de flujo de calor irrazonablemente altos. Mientras que es relativamente fácil obtener una zona de baja velocidad con gradientes térmicos razonables, es bastante difícil obtener la disminución de velocidad observada a menos que supongamos una fusión parcial en el manto superior.

DATOS ULTRASONICOS

Los datos de laboratorio de las derivadas de la velocidad con respecto a la temperatura y presión existen sólo para presiones y temperaturas relativamente bajas. Los datos más precisos son para cristales simples y para arcillas pulverizadas a una densidad teórica aproximada. En ejemplares de roca natural los problemas de porosidad y agrietamiento persisten cuando menos hasta los 10 kilobares y la heterogeneidad y el gran tamaño del grano reducen la precisión de la medición, particularmente de las derivadas. En la Tabla II se resume la mayoría de los datos relevantes de

While it is fairly easy to obtain a low velocity zone with reasonable thermal gradients, it is quite difficult to obtain the observed decreases in velocity unless partial melting in the upper mantle is allowed.

ULTRASONIC DATA

Laboratory data on the temperature and pressure derivatives of velocity exist only for relatively low temperatures and pressures. The most accurate data is for single crystals and for powdered ceramics which are sintered to near theoretical density. In natural rock specimens the problems of porosity and cracks persist at least to 10 kilobars and heterogeneity and large grain size reduce the precision of measurement, particularly of the derivatives. Table II summarizes most of the relevant laboratory data on elastic properties of silicates and oxides. Unfortunately, the two most

TABLA II

DERIVADAS DE LA VELOCIDAD
VELOCITY DERIVATES

PARÁMETRO PARAMETER	OLIVINO ¹ OLIVINE	PIROXENAS PYROXENE	GRANATE ¹ GARNET	ESPINELA ¹ SPINEL	Al ₂ O ₃ ¹	MgO ¹	MgO ¹
ρ (gm/cm ³)	3.021	3.279 ³	4.160	3.619	3.972	3.580	3.583
V _p (Km/sec)	7.59	7.64 ³	8.53	9.91	10.845	9.661	9.692
V _s (Km/sec)	4.36	4.59 ⁴	4.76	5.65	6.373	5.9974	6.041
($\partial V_p / \partial P$) _T (10 ⁻³ Km/sec kbar)	10.3	19 ³	7.84	4.9	5.18	8.66	8.35
($\partial V_p / \partial T$) _P (10 ⁻⁴ Km/sec °C)	-4.1	-6.4 ²	-3.9	-3.1	-3.6	5.0	5.2
($\partial V_s / \partial P$) _T (10 ⁻³ Km/sec kbar)	2.45	7 ⁴	2.17	0.43	2.21	4.23	4.02
($\partial V_s / \partial T$) _P (10 ⁻⁴ Km/sec °C)	-2.9	-6.0 ²	-2.2	-2.2	-3.1	-4.8	-4.4
($\partial T / \partial Z$) _C onda P	7.6	9.5	8.2	5.6	5.7	6.13	5.7
($\partial T / \partial Z$) _C onda S	2.5	3.9	4.1	0.69	3.9	3.12	3.2

Referencias — References:

¹ Anderson *et al* (1968).

² Hughes and Nishitake (1963).

³ Birch (1960).

⁴ Simmons (1964).

laboratorio de las propiedades elásticas de silicatos y óxidos. Desafortunadamente, los dos materiales más apropiados para el estudio del manto superior los olivinos y piroxenas, fueron tomados en ejemplares de alta porosidad. Una vez que son suprimidos los efectos de porosidad las derivadas de la velocidad probablemente crecen con la temperatura y decrecen con la presión y esto complicará mas adelante las discusiones de los gradientes de temperatura en el manto provenientes de datos sísmicos. Las presiones y las temperaturas en la vecindad de la zona de baja velocidad del manto son accesibles ahora en el laboratorio pero la medición de las

pertinent materials for discussions of the upper mantle, olivine and pyroxene, were measured on high porosity specimens. Once the effects of porosity are removed the velocity derivatives probably increase with temperature and decrease with pressure and this further complicates discussions of temperature gradients in the mantle from seismic data. The pressures and temperatures in the vicinity of the low-velocity zone of the mantle are now accessible in the laboratory but the measurement of the velocity derivatives at high temperature and pressure remains one of the most important unexplored areas of geophysics.

derivadas de la velocidad a temperaturas y presiones altas permanecen como una de las áreas más importantes de Geofísica sin explorar.

La variación de la velocidad con respecto a la profundidad en regiones homogéneas del manto depende desde luego, tanto del gradiente de temperatura como del de presión. Estos efectos opuestos se resumen convenientemente en el gradiente crítico $(T/dz)_c$, gradiente de temperatura que da origen a una velocidad constante a través de la profundidad. Para ondas de compresión, del mayor interés en este trabajo, este parámetro varía solamente en un 15% para materiales importantes en el manto superior (olivinos, piroxenas y granates) a pesar de que varía en un 52% cuando se consideran todos los materiales de la Tabla II.

Nótese que la presión incrementa la velocidad compresional mas intensamente que lo que incrementa la velocidad cortante, pero los efectos de temperatura son burdamente comparables. En términos de cambios relativos de velocidad, la presión afecta mas a la velocidad de compresión y los efectos de temperatura afectan más la velocidad cortante. Estas condiciones se combinan para generar más fácilmente una zona de baja velocidad cortante. Para un manto superior compuesto principalmente de piroxenas y olivinos el gradiente crítico de temperatura, es decir la condición para una velocidad constante a través de la profundidad, es de 7.6 a 9.5° C/km para ondas de compresión y de 2.5 a 3.9° C/km para ondas cortantes. Se necesitan gradientes de temperatura más altos para disminuir la velocidad. Nótese que el gradiente crítico para ondas cortantes en espinelas es casi despreciable. Si ésto es típico para una estructura de espinelas podemos esperar un gradiente negativo para la velocidad cortante en la región de espinelas del manto, entre los 450 a 600 Km.

La mayor parte de las derivadas de la temperatura y presión en la Tabla II fueron medidas en el Observatorio Geológico Lamont por Anderson, Schrieber y Soga Anderson *et al*, (1968). Las Piroxenas han sido medidas por Birch (1960), Simmons (1964) y Hughes y Nishitake (1963) y nosotros hemos calculado las derivadas sobre estos datos. Las derivadas de temperatura y presión para las piroxenas son mucho más altas que para los demás materiales y la incertidumbre es mucho mayor. Desafortunadamente, los datos para los olivinos se obtuvieron en un ejemplar de arcilla porosa, por lo tanto hay alguna incertidumbre en las velocidades de los olivinos. Verma (1960) midió las constantes elásticas de un cristal simple con calidad de gema. Las velocidades P y S calculadas por la técnica Voigt de promediar, fueron 13% más altas que aquellas dadas por Anderson *et al* (1968) para la muestra porosa multicristalina. Las velocidades de Anderson están dadas en la Tabla II y fueron usadas para los cálculos. Si la velocidad en los olivinos fuese más alta, como sugiere el trabajo de Verma se confirman más las siguientes conclusiones:

Soga y Anderson (1967) también midieron el efecto de la temperatura en el módulo de Young y el módulo de cortante para forsteritas porosas y protoenstatitas porosas. El efecto de temperatura fue menos pronunciado al bajar el módu-

The variation of velocity with depth in homogeneous regions of the mantle depends, of course, on both the temperature and pressure gradient. These opposing effect are conveniently summarized in the critical gradient, $(\partial T/\partial z)_c$, the temperature gradient which leads to constant velocity with depth. For compressional waves, of main concern here, this parameter only varies by 15% for materials important in the upper mantle (olivine, pyroxene and garnet) although it varies by 52% when all the materials in Table II are considered.

Note that pressure increases the compressional velocity more effectively than it increases the shear velocity, but the effects of temperatures are roughly comparable. In terms of relative changes in velocity, pressure affects the compressional velocity most and temperature affects the shear velocity most. These conditions combine to make it easier to generate a low shear velocity zone. For an upper mantle composed primarily of olivine and pyroxene the critical temperature gradient, i.e. the condition for constant velocity with depth, is 7.6 to 9.5° C/Km for compressional waves and 2.5 to 3.9° C/Km for shears waves. Larger temperature gradients are required to decrease the velocity. Note that the critical gradient for shear waves in spinel is almost negligible. If this is typical of the spinel structure we can expect a negative shear velocity gradient in the spinel region of the mantle, between about 450 and 600 Km.

Most of the temperature and pressure derivatives in Table II were measured at Lamont Geological Observatory by Anderson, Schrieber and Soga (Anderson *et al*, 1968). Pyroxene have been measured by Birch (1960), Simmons (1964) and Hughes and Nishitake (1963) and we have estimated the derivatives from their data. Both the temperature and pressure derivatives for pyroxene are much higher than for the other materials and the uncertainty is much greater. Unfortunately, the data for olivine was obtained on a porous ceramic specimen. There is still some uncertainty in the velocities of olivine. Verma (1960) measured the elastic constants of a gem quality single crystal. The P and S velocities which he computed by the Voigt averaging technique were 13% higher than those given by Anderson *et al* (1968) for the porous polycrystalline sample. Anderson's velocities are given in Table II and were used for the computations. If the velocity in olivine is higher, as suggested by Verma's work, the following conclusions are strengthened.

Soga and Anderson (1967) also measured the effect of temperature on the Young's modulus and the shear modulus for porous forsterite and porous protoenstatite. The effect of temperature was less effective in decreasing the moduli

lo del MgSiO_3 que para bajar el del Mg_2SiO_4 , lo cual está en desacuerdo con los resultados de la Tabla II que fueron obtenidos en diferentes laboratorios.

for MgSiO_3 than for Mg_2SiO_4 which is not in agreement with the results in Table II which were obtained in different laboratories.

INTERPRETACION DE RESULTADOS SISMICOS USANDO DATOS ULTRASONICOS

Los efectos de temperatura, presión, composición y cambio de fase en el gradiente de velocidad sísmica pueden expresarse como:

$$\frac{dV}{dz} = \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right) \frac{dP}{dz} + \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right) \frac{dT}{dz} + \left(\frac{\partial V}{\partial C} \right) \frac{dC}{dz} + \left(\frac{\partial V}{\partial \phi} \right) \frac{d\phi}{dz} \quad (1)$$

en donde z = profundidad y las variables independientes son P = presión, T = temperatura, C = composición, ϕ = fase, V = velocidad sísmica.

En regiones homogéneas de la Tierra esta expresión puede ser resuelta para el gradiente de temperatura.

INTERPRETATIONS OF SEISMIC RESULTS USING ULTRASONIC DATA

The effects of temperature, pressure composition and phase change on the seismic velocity gradient may be expressed as:

where z = depth, and the independent variables are P = pressure, T = temperature, C = Composition, ϕ = phase, V = seismic velocity.

In homogeneous regions of the Earth this expression may be solved for temperature gradient.

$$\frac{dT}{dz} = \left[\frac{dV}{dz} - \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right) \frac{dP}{dz} - \left(\frac{\partial V}{\partial \phi} \right) \frac{d\phi}{dz} \right] / \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right) \quad (2)$$

T P

Para resolver esta ecuación en las siguientes secciones, la deriva dV/dz se forma directamente de los perfiles sísmicos y dP/dz se toma como el gradiente de la presión hidrostática igual a 0.32 kb/Km . Las derivadas de la velocidad con respecto a la temperatura y a la presión, determinadas ultrasonicamente se usaron al calcular $(\partial V/\partial P)_T$ y $(\partial V/\partial T)_P$.

Se calcularon dos grupos de derivadas de la temperatura usando la ecuación 2. En el primer grupo de cálculos se supuso fase constante, $\frac{\partial V}{\partial \phi} = 0$; en el segundo grupo se incluyeron los efectos de cambios mineralógicos propuestos por Green y Ringwood (1967).

In solving this equation in the next few sections the derivative dV/dz is taken directly from the seismic profiles and dP/dz is taken to be a hydrostatic pressure gradient of 0.32 Kb/Km . The ultrasonically determined temperature and pressure derivative of the velocity were used for $(\partial V/\partial P)_T$ and $(\partial V/\partial T)_P$.

Two sets of temperature derivatives were calculated using equation 2. The first set of calculations assumed constant phase, $\frac{\partial V}{\partial \phi} = 0$; the second set of calculations included the changes in mineralogy proposed by Green and Ringwood (1967).

GRADIENTES DE TEMPERATURA EN LA PARTE SUPERIOR DEL MANTO

El gradiente de temperatura en la cima del manto superior sobre la zona de baja velocidad, en ausencia de fusión parcial y probablemente está cerca de los 7 y 10° C/Km Ringwood, (1966). El gradiente del punto de fusión para la mayoría de los silicatos es casi de 3 a 4° C/Km , de manera que la energía geotérmica debe liberarse a mayor profundidad si se desea evitar la fusión. Si la geotermia intersecta la curva de punto de fusión entonces el calor latente de fusión y la posibilidad de transferencia de calor por movimiento de fase del fluido tenderá a hacer el gradiente del punto de fusión el gradiente límite de manera que debería esperarse en gradiente de 4° C/Km o menos en regiones del manto superior fundidas parcialmente.

La conductividad térmica de la forsterita a 30 Km entre los $700 - 1100^\circ \text{ K}$ es de 0.010 a $0.014 \text{ cal/cm}^\circ \text{ K sec}$.

TEMPERATURE GRADIENTS IN THE UPPERMOST MANTLE

The temperature gradient in the upper mantle, above the low-velocity zone, in the absence of partial melting, probably lies between about 7 and 10° C/Km (Ringwood, 1966). The melting point gradient for most silicates is about 3 to 4° C/Km so the geotherm must level off at greater depth if melting is to be avoided. If the geotherm intersects the melting point curve the latent heat of melting and the possibility of heat transfer by motion of the fluid phase will tend to make the melting point gradient the limiting gradient so we should expect a gradient of 4° C/Km or less in partially molten regions of the upper mantle.

The thermal conductivity of forsterite at 30 Km and $700 - 1100^\circ \text{ K}$ is 0.010 to $0.014 \text{ cal/cm}^\circ \text{ K sec}$ Fujisawa *et al*,

Fujisawa *et al.*, (1968) y Clark y Ringwood (1964) estimaron un valor de $0.006 \text{ cal/cm}^2 \text{ } ^\circ\text{K seg}$ para el manto superior. El flujo de calor conductivo del manto deberá ser por consiguiente del orden de 0.4 a $1.4 \text{ } \mu\text{cal/cm}^2 \text{ seg}$ para combinaciones de parámetros que se consideren apropiados. Cálculos del flujo de calor para el manto varían de 0.3 a $0.6 \text{ } \mu\text{cal/cm}^2 \text{ seg}$. (Clark y Ringwood, 1964; Birch, 1966).

Puesto que la piroxena y el olivino componen el manto superior probablemente en un 90%, las derivadas de la velocidad con respecto a la temperatura y a la presión estarán controladas por estos componentes. Se usaron datos ultrasónicos para el olivino y la piroxena en la ecuación 2 para calcular los gradientes de temperatura en el manto superior arriba de la zona de baja velocidad. Estos gradientes, calculados para cuatro diferentes perfiles sísmicos se dan en la Tabla III. Los valores varían de cerca de 5°

(1968). and Clark and Ringwood (1964) estimate a value of $0.006 \text{ cal/cm}^2 \text{ } ^\circ\text{K sec}$ for the upper mantle. The conducted heat flow from the mantle would therefore be of the order 0.4 to $1.4 \text{ } \mu\text{cal/cm}^2 \text{ sec}$ for combinations of parameters thought to be appropriate. Estimates of heat flow from the mantle vary between about 0.3 to $0.6 \text{ } \mu\text{cal/cm}^2 \text{ sec}$ (Clark and Ringwood, 1964; Birch, 1966).

Since olivine and pyroxene probably make up more than 90% of the upper mantle, the velocity derivatives with respect to temperature and pressure will probably be controlled by these components. The ultrasonic data for olivine and pyroxene were used in equation 2 to estimate the temperature gradients in the upper mantle above the low velocity zone. These estimated gradients for four different seismic profiles are given in Table III. The values range from about 5° C/Km to 11° C/Km . There is uncertainty in both seismic

TABLA III

GRADIENTES DE TEMPERATURA EN LA CUBIERTA
COMPOSICION CONSTANTE

TEMPERATURE GRADIENTS IN THE LID
CONSTANT COMPOSITION

PERFIL PROFILE	INTERVALO DE PROFUNDIDAD DEPTH INTERVAL (KM)	$\frac{\partial V}{\partial z}$ $\frac{p}{\partial z}$ (KM/SEC/KM) (KM/SEC/KM)	$(\partial T/\partial z)$ OLIVINO OLIVINE ($^\circ\text{C/KM}$)	$(\partial T/\partial z)$ PIROXENA PYROXENE ($^\circ\text{C/KM}$)
Johnson CIT204	40-60	+1.0	5.5	7.8
Bilby SE	37-60	-1.2	10.9	11.3
Bilby NE	35-60	-1.2	10.9	11.3
Shoal Fallon NE	38-69	-1.1	10.6	11.1

C/Km a 11° C/Km . Existe incertidumbre tanto para el gradiente sísmico como para las derivadas determinadas ultrasónicamente pero los cálculos anteriores parecen razonables en otros terrenos. Los gradientes superficiales son del orden de 20° C/Km y el gradiente debe decrecer con la profundidad. El flujo de calor implica con una conductividad de $6 \times 10^{-3} \text{ cal/cm seg } ^\circ\text{C}$ es del orden de 0.3 a $0.7 \text{ cal/cm}^2 \text{ seg}$ a través de la base de la corteza. Basados en los cálculos anteriores podríamos esperar que el gradiente de temperatura sea menor de 11° C/Km a mas de 50 Km de profundidad aproximadamente. En la sección siguiente demostraremos que con datos sísmicos y ultrasónicos disponibles, los gradientes de temperatura requeridos en la zona de baja velocidad son mayores que ellos.

GRADIENTES DE TEMPERATURA
EN LA ZONA DE BAJA VELOCIDAD

Los gradientes de velocidad sísmica son inciertos en la zona de baja velocidad. Para definir el gradiente se usó la diferencia entre la velocidad en el fondo de la cubierta y la velocidad mínima. Si la caída de la velocidad es mas

TABLE III

TEMPERATURE GRADIENTS
IN THE LOW VELOCITY ZONE

Seismic velocity gradients are uncertain in the low velocity zone. The difference between the velocity at the bottom of the lid and the minimum velocity was used to define the gradient. If the velocity drop is more abrupt the arguments

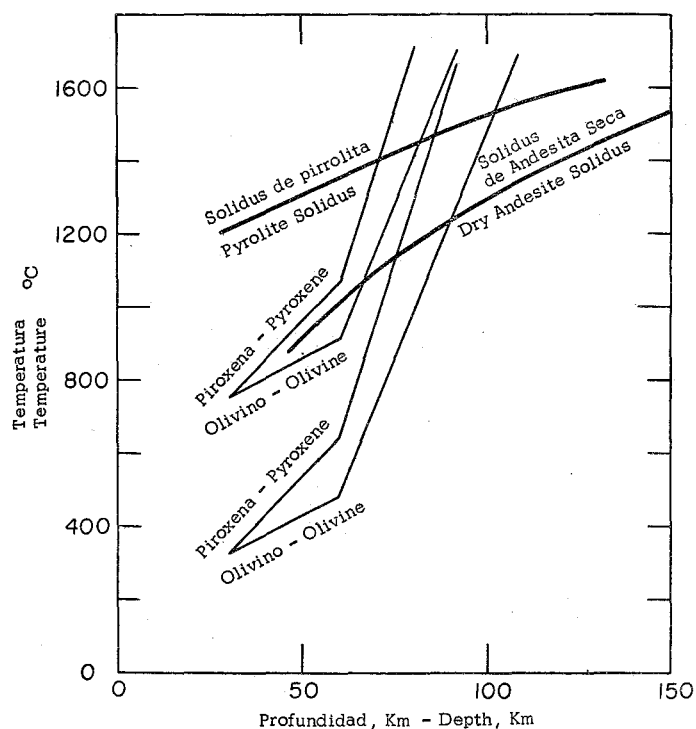


Fig. 3. Geotherms in a pure olivine and pure pyroxene mantle which correspond to the low velocity zone of Johnson (1967). Suponiendo temperatura de 330°C y 750°C en la base de la corteza, se deduce fusión parcial por debajo de los 100 Km, aún para un manto seco.

Geotherms in a pure olivine and pure pyroxene mantle which summing temperatures of 330°C and 750°C at the base of the correspond to the low velocity zone of Johnson (1967). As crust, partial melting is suggested below 100 Km, even in a dry mantle.

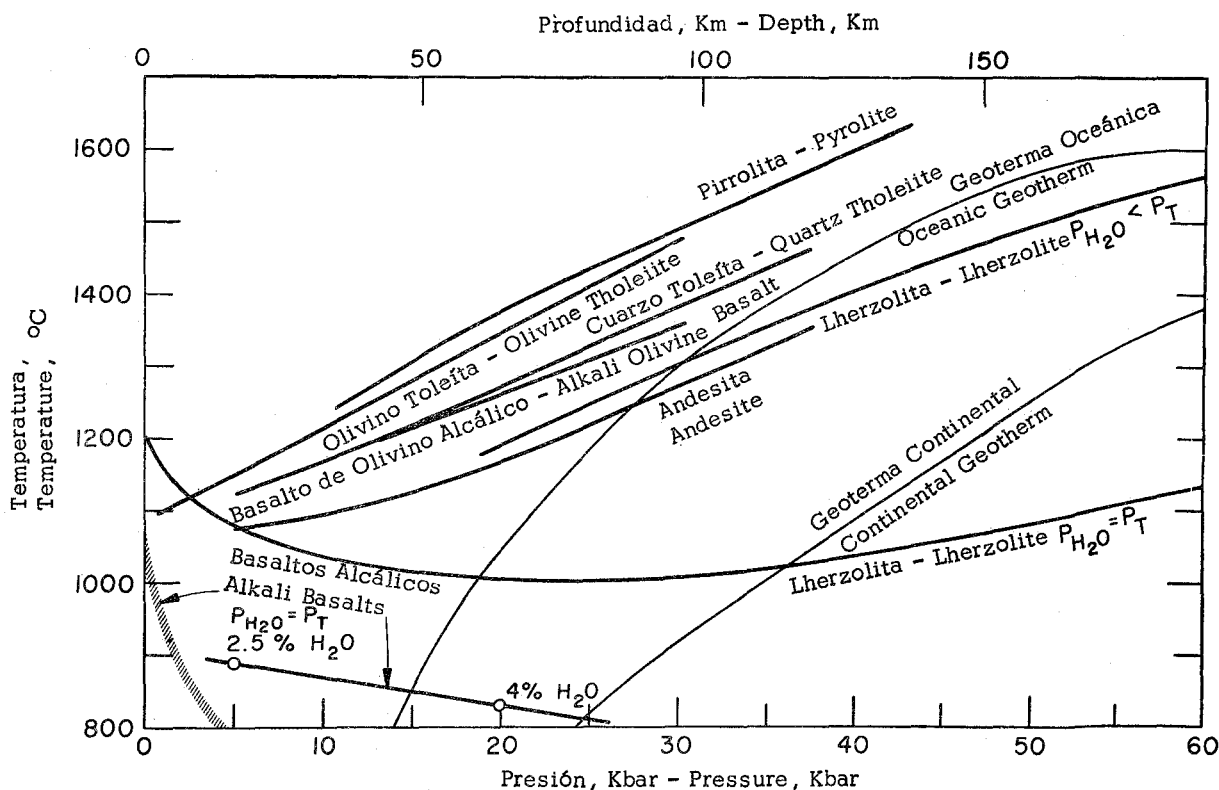


Fig. 4. Curvas del solidus de varias rocas. La presencia de una pequeña cantidad de agua bajo el solidus considerablemente. El solidus de la pirrolita es de Green y Ringwood (1967). La toleíta de olivino seco, el basalto olivino alcálico, la toleíta cuarcítica seca y andesita son de Green y Ringwood (1966). Los basaltos húmedos son de Yoder y Tilley (1962) y de Genshaft *et al* (1967). Las curvas de Terzolita son de Kushiro, *et al* (1968).

Solidus curves of various rocks. The presence of a small amount of water significantly lowers the solidus. The pyrolite solidus is from Green and Ringwood (1967). The dry olivine tholeiite, dry alkali olivine basalt, dry quartz tholeiite and dry andesite are from Green and Ringwood (1966). The wet alkali basalts are from Yoder and Tilley (1962) and from Genshaft, *et al* (1967). The Therzolite curves are from Kushiro, *et al* (1968).

abrupta se refuerzan los argumentos de la siguiente sección. Si la velocidad mínima ocurre a mayor profundidad surge entonces el problema de cómo determinar la zona de baja velocidad. En cualquier caso no se pueden explicar las estructuras comunes de velocidad entre los 50 y 200 Km aproximadamente a causa de efectos de presión y temperatura solamente.

in the following section are strengthened. If the minimum in velocity occurs deeper then the problem of terminating the low velocity zone arises. In any case current velocity structures between about 50 and 200 Km cannot be explained by the effects of pressure and temperature alone.

TABLA IV

MANTO SUPERIOR UNIFORME. TEMPERATURA
GRADIENTES REQUERIDOS PARA GENERAR LA ZONA DE BAJA VELOCIDAD

UNIFORM UPPER MANTLE. TEMPERATURE
GRADIENTS REQUIRED TO GENERATE LOW VELOCITY ZONE

TABLE IV

MODELO MODEL	OLIVINO OLIVINE dT/dz (°C/Km)	PIROXENA PYROXENE dT/dz (°C/Km)	Q^* (μ CAL/CM ² SEC) (μ CAL/CM ² SEC)
Gutenberg (P)	16	15	1.0-.9
Gutenberg (S)	12	8	.7-.5
Brooks (P)	21	18	1.3-1.1
Brooks (S)	12	8	.7-.5
Johnson (P)	25	20	1.5-1.2
200202 ¹ (S)	18	11	1.1-.7
Bilby SE ² (P)	32	25	1.9-1.5
Bilby NE ² (P)	31	24	1.9-1.4
Shoal Fallon NE ² (P)	26	21	1.6-1.3

* Flujo de calor con conductividad térmica,

$K = 0.006 \text{ cal/cm} \frac{\text{seg}}{\text{sec}} ^\circ\text{C}$

Heat flow with thermal conductivity,

MODELO A - FASE Y COMPOSICIÓN CONSTANTES. Los gradientes de velocidad, dV/dz , de la Tabla I se usaron en la ecuación 2 con $d\phi/dz$ igual a cero. Los resultados de los cálculos se resumen en la Tabla IV para la región de velocidad decreciente. Estos gradientes de temperatura para un manto de olivino se grafican en la Fig. 3.

Se requieren para ondas de compresión gradientes de temperatura del orden de 15 a 32° C/Km para generar la zona de baja velocidad. La mayoría de los modelos requieren un gradiente de 20° C/Km o más. Los datos para ondas cortantes requieren gradientes de 8 a 18° C/Km. Para una región dada el gradiente térmico implícito es menor para ondas cortantes que para ondas de compresión, de donde el mismo gradiente térmico no puede explicar los dos conjuntos de datos. Esto por sí mismo es un argumento en contra de la interpretación convencional de la zona de baja velocidad en términos de altos gradientes térmicos.

La temperatura en la base de la corteza varía probablemente desde los 300° C en regiones continentales de bajo flujo de calor a cerca de 750° C en regiones de alto flujo de calor tales como en la región de Cuenca y Sierra de la parte oeste de los EE.UU. de América (Roy y Blackweel, comunicación personal). Se muestran los cálculos de temperatura dos temperaturas supuestas a 30 Km. Las curvas superiores se basan en el perfil Bilby SE de Archambeau *et al*

MODEL A - CONSTANT COMPOSITION AND PHASE. The velocity gradients, dV/dz , from Table I were used in equation 2 with $d\phi/dz$ taken to be zero. The results of the calculations are summarized in Table IV for the region of decreasing velocity. These temperature gradients for an olivine mantle are plotted in Figure 3.

Temperature gradients of the order of 15 to 32° C/Km are required to generate the observed low velocity zone for compressional waves. Most of the models require a gradient of 20° C/Km or greater. The shear wave data requires gradients of 8 to 18° C/Km. For a given region the implied thermal gradient for shear waves is less than for compressional waves, i.e., the same thermal gradient apparently cannot explain both sets of data. This in itself is an argument against the conventional interpretation of low velocity zones in terms of high thermal gradients.

The temperature at the base of the crust probably varies from about 300° C in continental regions of low heat flow to about 750° C in regions of high heat flow such as in the Basin and Range province of the western United States (Roy and Blackweel, personal communication). Computed temperatures are shown for two assumed temperatures at 30 Km. The upper curves are based on the Bilby SE profile of Archambeau *et al* (1968). The lower curves were com-

(1968). Las curvas inferiores se calcularon del modelo CIT204, de Johnson (1967). Las curvas de fusión para la pirrolita y andesita seca son de Green y Ringwood (1967) y de Green y Ringwood (1966). De estas curvas se infiere la existencia probable de un manto superior seco. Cantidades pequeñas de agua reducirán el solidus en varios cientos de grados. Aún para rocas secas se infiere fusión especial a profundidades de menos de 100 Km. Para la región de Cuencas y Sierras se supone fusión parcial en la base de la corteza.

Los gradientes de temperatura en la vecindad de la zona de baja-velocidad producen un flujo de calor a través de esta región del manto de 1 a 2 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ seg. Esto es de dos a cuatro veces mayor que el 0.5 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ seg que Clark y Ringwood (1964) estimaron que debería provenir del manto y es inconsistente con los valores ya determinados en la sección previa para la parte superior del manto.

Existen regiones en la Tierra en donde valores altos de flujo superficial de calor implica mayor flujo de calor en el manto. Por ejemplo, Roy *et al* (1968) calcularon que 1.1 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ seg es el flujo de calor del manto en la provincia de Cuencas y Sierras del oeste de los Estados Unidos y estimaron que la temperatura a 30 Km era de 750° C. Interpretaron sus resultados como sugerencia de material parcialmente fundido a casi la fase de la corteza. Su gradiente de temperatura es consistente con la fusión parcial en los 100 Km superiores aún para un manto refractario seco. Todavía se debe establecer si zonas de baja velocidad del tipo aquí examinado ocurren solamente en regiones de alto flujo de calor. Si es así, entonces se deduce la fusión parcial

puted from Johnson's (1967) model CIT204. The melting curves for pyrrholite and dry andesite are from Green and Ringwood (1967) and Green and Ringwood (1966). These curves probably bracket the possibilities for a dry upper mantle. Slight amounts of water can reduce the solidus by several hundred degrees. Even for dry rock partial melting is suggested at depths shallower than 100 Km. In the Basin and Range partial melting is implied at the base of the crust.

The temperature gradients in the vicinity of the low velocity zone give a heat flow through this region of the mantle of 1 to 2 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ sec. This is two to four times larger than the 0.5 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ sec which Clark and Ringwood (1964) estimate should be coming from the mantle and is inconsistent with the values determined in the previous section on the uppermost mantle.

There are regions of the Earth where high surface heat flow values do imply higher heat flow from the mantle. For example Roy *et al* (1968) estimate that 1.1 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ sec is the heat flow from the mantle in the Basin and Range province of the western United States and estimate that the temperature at 30 Km is about 750° C. They interpret their results in terms of the upwelling of partially molten material to near the base of the crust. Their temperature gradient is consistent with partial melting in the upper 100 Km even for a dry refractory mantle. It is yet to be established whether low-velocity zones of the types discussed here occur only in regions of high heat flow. If they do then partial melting is implied without having to invoke

TABLA V

GRADIENTES DE TEMPERATURA REQUERIDOS PARA GENERAR UNA ZONA DE BAJA VELOCIDAD EN UN MANTO SUPERIOR DE PIRROLITA TOMANDO EN CUENTA CAMBIOS DE FASE SOLIDO-SOLIDO

TEMPERATURE GRADIENTS REQUIRED TO GENERATE LOW VELOCITY ZONE IN A PYRROLITE UPPER MANTLE TAKING SOLID-SOLID PHASE CHANGES INTO ACCOUNT

MODELO MODEL	OLIVINO OLIVINE dT/dZ (°C/KM)	PIROXENA PYROXENE dT/dZ (°C/KM)	Q* ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ SEC) ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2$ SEC)
Gutenberg (P)	14	14	.8
Gutenberg (S)	11	8	.7- .5
Brooks (P)	19	16	1.1-1.0
Brooks (S)	9	7	.5- .4
Johnson (P)	19	16	1.1-1.0
200202 ¹ (S)	13	8	.8- .5
Bilby SE ² (P)	24	20	1.4-1.2
Bilby NE ² (P)	23	19	1.4-1.1
Shoal Fallon NE ² (P)	19	17	1.1-1.0

* Flujo de calor con conductividad térmica,

$$K = 0.006 \text{ cal/cm} \frac{\text{seg}}{\text{sec}} \text{ } ^\circ\text{C}$$

Heat flow with thermal conductivity,

sin tener que tomar en cuenta ningún dato sismológico. Uno de los puntos principales del presente trabajo es demostrar que las zonas pronunciadas de baja velocidad son incompatibles con regiones de flujo de calor normal.

MODELO B - COMPOSICIÓN CONSTANTE, CAMBIO DE FASE. Green y Ringwood (1967) presentaron un modelo mineralógico para el manto superior basado en la estabilidad de los campos de peridotitas piroxénicas aluminicas y de peridotitas de granate. Deseamos ver ahora si los cambios de fase de sólido-sólido en este modelo pueden soportar las objeciones del modelo de fase constante ya investigado.

Para enfatizar en grado sumo el efecto del cambio de fase sobre la reducción en la velocidad entre los 60 y 100 Km podríamos descartar toda la velocidad relativamente alta de las espinelas sobre este intervalo. Lo anterior origina una disminución del 1% aproximadamente comprendida entre la cima y el fondo de la zona de baja velocidad si se supone que cerca del 5% de las espinelas son suprimidas mientras que aumenta el granate en un 5%.

Tomando en cuenta este decrecimiento se recalcularon los gradientes de temperatura en la región de velocidad decreciente; se resumen en la Tabla V. El cambio mineralógico propuesto no nos disminuye la velocidad suficientemente para producir un flujo de calor razonable e implica fusión aún para el manto superior.

FONDO DE LA ZONA DE BAJA VELOCIDAD

Los gradientes extremadamente altos de temperatura que se requieren para generar la disminución de la velocidad observada en la parte superior de la zona de baja velocidad originan dificultades posteriores si se intenta explicar la terminación de esta zona por el mismo mecanismo. Si el manto superior es homogéneo, entonces se requieren altos gradientes de temperatura *negativos* para incrementar la velocidad en el fondo de la zona de baja velocidad. Esto es inaceptable, por lo tanto requiere un cambio de fase, ya sea sólido-sólido o líquido-sólido, o un cambio en la composición para terminar la zona de baja velocidad.

Si el manto superior contiene pequeñas cantidades de agua y al $P_{H_2O} < P_{TOTAL}$ entonces los límites superior e inferior de la zona de baja velocidad pueden representar la intersección de la geotermia con la curva del solidus. El límite superior de la zona de baja velocidad podría representar el arranque de una inestabilidad de fases hídricas y la primera aparición, en la profundidad de agua libre. Si $P_{H_2O} = P_{TOTAL}$ entonces el solidus ha disminuido tanto que es difícil terminar la zona parcial de fusión a menos que el agua halla emigrado a la cima del manto superior; el fondo representaría entonces la ausencia de agua libre y un incremento consecuente de la temperatura en el punto de solidus. Otra posibilidad para terminar la zona de baja velocidad sería la aparición de fases de alta presión hidroxiladas discutidas por Sclar (1968). En todos los casos anteriores la cima y el fondo de la zona de baja velocidad serían relativamente precisas.

any seismological data. One of the main points of the present paper is that pronounced low-velocity zones are incompatible with regions of normal heat flow.

MODEL B - CONSTANT COMPOSITION, CHANGING PHASE. Green and Ringwood (1967) presented a mineralogical model for the upper mantle based on the stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite. We now wish to see if the solid-solid phase changes in this model can overcome the objections to the constant phase model just investigated.

In order to maximize the effect of phase change in reducing the velocity between 60 and 100 kilometers one would phase out all the relatively high velocity spinel over this interval. This leads to a velocity decrease of about 1% if one assumes that about 5% spinel phases out while 5% garnet phases in between the top and the minimum of the low velocity zone.

Taking this decrease into account temperature gradients in the region of decreasing velocity were recalculated and are summarized in Table V. The proposed change in mineralogy does not lower the velocity enough to give a reasonable heat flow, and melting is still predicted for the upper mantle.

BOTTOM OF LOW VELOCITY ZONE

The extremely high temperature gradients which are required to generate the observed velocity decrease in the upper part of the low velocity zone lead to further difficulties if one attempts to explain the termination of this zone by the same mechanism. If the upper mantle is homogeneous, then large *negative* temperature gradients are required to increase the velocity in the bottom part of the low velocity zone. This being unacceptable, a change in phase, either solid-solid or liquid-solid, or a change in composition is required in order to terminate the low velocity zone.

If the upper mantle contains small amounts of water and if $P_{H_2O} < P_{TOTAL}$ then the upper and lower boundaries of the low-velocity zone can represent the intersection of the geotherm with the solidus. The upper boundary of the low-velocity zone could represent the onset of instability of hydrous phases and the first appearance, with depth, of free water. If $P_{H_2O} = P_{TOTAL}$ then the solidus is lowered so much that it is difficult to terminate the partial melt zone unless the water has migrated to the top of the upper mantle; the bottom would then represent the absence of free water and a consequent increase of the solidus temperature. Another possibility for terminating the low-velocity zone would be the appearance of the high pressure hydroxylated phases discussed by Sclar (1968). In all the above cases the top and the bottom of the low-velocity would be relatively sharp.

No parece posible explicar el incremento en la velocidad en términos de cambio de fase en un manto superior de pirrolita. El mayor cambio que ocurre entre los 90 y 170 Km es el aumento en granate de más o menos del 5% al 15%. Esto correspondería a un aumento en la velocidad del 1% aproximadamente.

Con base en los datos de velocidad sísmica, parece que la zona de baja velocidad debe ser una región de distinta composición que el manto colindante o que está parcialmente fundida. El hecho de que la atenuación aumente en esta zona, sugiere fuertemente la última posibilidad, sin embargo no está fuera de cuestión que en cambio en la composición pudiese bajar la elasticidad e incrementar la inelasticidad. Añadiendo 10% de basalto se obtendría una disminución en la velocidad del 2 al 5%. Sin embargo el basalto es inestable por debajo de los 50 Km y su transformación a granate granulítico y eclogita incrementaría la velocidad justamente en donde se requiere una disminución. La presencia de materiales hidratados no es probable bajo las temperaturas y presiones de la vecindad de la zona de baja velocidad. De hecho, la inestabilidad y consecuente deshidratación de las fases hídricas de baja presión y baja temperatura que pueden ocurrir inmediatamente bajo la Moho serviría para disminuir el punto de fusión y facilitaría la intersección de la geotermia con la curva del solidus.

Existen muy pocos datos acerca de las propiedades elásticas de sistemas de fusión parcial. Spetzler y Anderson (1968) estudiaron los efectos de límite granular de fusión en el sistema NaCl-Hielo. A medida que se calentó la muestra, tanto las velocidades de cortante como de compresión bajaron abruptamente a la temperatura eutéctica, es decir al arranque de la fusión parcial. Para una solución diluida conteniendo 3.3% de lavas fundidas a la temperatura eutéctica las velocidades de cortante y de compresión fueron del 9.5% y del 13.5% respectivamente, menores que en el sólido sin fusión. Al mismo tiempo aumenta la atenuación del 37 al 48%. Por lo tanto una pequeña cantidad de lava fundida tiene efectos significantes en las propiedades elásticas e inelásticas del material. Otras propiedades mecánicas tales como viscosidad y resistencia se espera que se comporten en forma similar.

IMPLICACIONES DE UN MANTO SUPERIOR PARCIALMENTE FUNDIDO

El calor latente asociado a la fusión parcial tenderá a estabilizar la temperatura en el gradiente del punto de fusión a menos que la fusión sea tan extensa que permita transferencia de calor por transporte de masa. En este caso el gradiente de temperatura tenderá a caer al punto adiabático. El traslado eficiente de calor por convección disminuiría la temperatura por debajo del punto del solidus, pero el proceso relativamente lento de conducción permitiría que la radioactividad caliente el material de nuevo a la temperatura del punto de fusión de manera que el gradiente actual de temperatura oscilaría probablemente entre alguna temperatura arriba del punto del solidus y la del punto adia-

It does not appear possible to explain the increase in velocity in terms of a phase change in a pyrrholite upper mantle. The major change which occurs between 90 and 170 Km is the increase in garnet from about 5% to about 15%. This would correspond to a velocity increase of about 1%.

On the basis of the seismic velocity data, then, it appears that the low velocity zone must be a region of different composition than the surrounding mantle or else it is partially molten. The fact that the attenuation increases in this zone strongly suggests the latter possibility although it is not out of the question that a compositional change could lower the elasticity and increase the anelasticity. The decrease in velocity of 2 to 5% could be accounted for by adding about 10% basalt. However, basalt is unstable below about 50 kilometers and the transformation to garnet granulite and eclogite would increase the velocity just where we require a velocity decrease. The presence of hydrated minerals is also unlikely at the temperatures and pressures in the vicinity of the low velocity zone. In fact, the instability and consequent dehydration of the low pressure, low temperature hydrous phases which may occur immediately below the Moho would serve to decrease the melting point and may facilitate the intersection of the geotherm with the solidus.

Very little data exists on the elastic properties of partially molten systems. Spetzler and Anderson (1968) studied the effects of grain boundary melting in the NaCl-Ice System. As the sample was warmed, both the compressional and shear velocities dropped abruptly at the eutectic temperature, i.e. at the onset of partial melting. For a dilute solution containing 3.3% melt at the eutectic temperature the compressional and shear velocities were 9.5% and 13.5% respectively, less than in the unmelted solid. The attenuation increased at the same time by 37 to 48%. Thus, a small amount of melt can have significant effects on the elastic and anelastic properties of a material. Other mechanical properties such as strength and viscosity can be expected to behave in a similar fashion.

IMPLICATIONS OF A PARTIALLY MOLTEN UPPER MANTLE

The latent heat associated with partial melting will tend to stabilize the temperature at the melting point gradient unless melting is so extensive that heat transfer by mass transport is allowed. In this case the temperature gradient would attempt to fall to the adiabat. The efficient removal of heat by convection would lower the temperature below the solidus but the relatively slow process of conduction would permit radioactivity to heat the material back up to the melting point so that the actual temperature gradient would probably oscillate between some temperature above this solidus and the adiabat. It will stay above the adiabat since any tendency for the temperature to decrease in the

bático. La temperatura se mantendrá arriba del punto adiabático puesto que cualquier tendencia a disminuir en el manto superior sería contrarrestada por un flujo de calor efectivo desde abajo permitido por el gradiente de mayor inclinación en el fondo de la zona parcialmente fundida.

La convección vertical completamente libre se restringe puesto que estamos examinando un sistema de convección penetrando, de solo el 1% de presión aproximadamente. De hecho, el concurso del calentamiento, fusión posterior y transferencia de calor a causa de movimientos de fluido, estabilizará la región en alguna cantidad probablemente pequeña de fusión parcial.

El gradiente del punto de fusión de varias rocas volcánicas es de 10°C/kbar o de cerca de 3°C/Km . Si la cantidad de material fundido es tan pequeña que la convección vertical se inhibe, el flujo de calor a través de un manto superior con este gradiente será de cerca de $0.3\text{ }\mu\text{cal/cm}^2\text{ seg}$, muy cercano a estimaciones anteriores basadas en valores observados de radioactividades y de flujo superficial de calor.

La temperatura del solidus de rocas básicas y calc-alkalinas varía de cerca de 1250°C para el cuarzo seco de toleita a cerca de 1400°C para la pirrolita seca (Green y Ringwood, 1966). Estas temperaturas están muy por arriba de aquellas calculadas para esta profundidad del manto. Una pequeña cantidad de agua reduciría el punto de fusión en cerca de 200°C a estas presiones. Por lo tanto parece que se requieren pequeñas cantidades de agua en el manto, si ha de suponerse que la fusión comienza cerca de los 60 Kms.

En la Fig. 4 se resume la dependencia entre el solidus y la presión como lo determinan Green y Ringwood (1966) sobre rocas calc-alkalinas secas y sobre basaltos húmedos Yoder y Tilley (1962), Genshaft *et al.* (1967). También se muestran cálculos de las geotermas hechos por Clark y Ringwood (1964). Comparando la curva del solidus del material seco de menor punto de fusión con la geoterma oceánica que es probablemente una frontera superior, vemos que no es posible la fusión arriba de los 90 Km. Una pequeña cantidad de agua disminuye la temperatura del solidus considerablemente pero todavía no es claro qué cantidad de agua se requiere para disminuir el solidus de los 200° a los 400°C que se requieren para generar una zona de fusión parcial que comience cerca de los 60 Km. Se supone que serían adecuadas pequeñas trazas de H_2O , ciertamente menos del 1%.

Una vez que el punto de fusión mínimo, o solidus, de una región del manto, se excede, se mantendrá parcialmente fundida a menos que la translación del calor sea más activa que su generación. En general el calor conducido hacia arriba se reemplaza por calor conducido desde abajo de manera que el elemento de volumen continúe calentándose o proveyendo calor para una fusión posterior, hasta que la cantidad de material fundido sea tan grande que permita la translación de calor hacia arriba debido al transporte de masa de la fase de fusión. La cantidad crítica de material fundido tal vez sea del 5%. Entonces puede ocurrir un intervalo de actividad ígnea y volcanismo hasta que el contenido

upper mantle will be counteracted by the more efficient heat flow from below allowed by the steepened gradient at the base of the partially molten zone.

Completely free vertical convection is constrained since we are discussing a penetrative convective system with perhaps only about 1% melt. In fact, the competition between heating up, further melting and heat transfer by fluid motions will stabilize the region at some, probably small, amount of partial melt.

The melting point gradient of many volcanic rocks is 10°C/kbar or about 3°C/Km . If the amount of melt is so slight that vertical convection is inhibited the heat flow through an upper mantle with this gradient will be about $0.3\text{ }\mu\text{cal/cm}^2\text{ sec}$, very similar to previous estimates based on observed surface heat flow values and radioactivities.

The solidus temperatures of calc-alkaline and basic rocks range from about 1250°C for dry quartz tholeiite to near 1400°C for dry pyrrhotite (Green and Ringwood, 1966). These temperatures are well above those estimated for this depth in the mantle. A small amount of water can reduce the melting point by about 200°C at these pressures. A small amount of water in the mantle seems to be required if melting is to begin near 60 Km.

Figure 4 summarizes the pressure dependence of the solidus as determined by Green and Ringwood (1966) on dry calc-alkali rocks and on wet basalts (Yoder and Tilley, 1962; and Genshaft *et al.*, 1967). Also shown are estimates of geotherms by Clark and Ringwood (1964). Comparing the solidus of the lowest melting point dry material with the oceanic geotherm, which is probably an upper bound, we see that melting is not possible above about 90 Km. Small amounts of water decrease the solidus temperature considerably but it is not yet clear how much water is required to depress the solidus by the 200 to 400°C that is required to generate a partial melt zone starting near 60 Km. Presumably, trace amounts of H_2O , certainly less than 1% would be adequate.

Once the minimum melting point, or solidus, of a region of the mantle is exceeded it will stay partially molten unless the removal of heat is more efficient than the generation of heat. In general the heat conducted upwards is replaced by heat conducted from below so a volume element will continue to heat up, or to supply heat for further melting, until the melt content is so large that efficient removal of heat upwards is allowed by the mass transport of the molten phase. The critical amount of melt is perhaps 5%. An interval of igneous activity and volcanism may then occur until the melt content of the upper mantle is reduced below the threshold value. If we take the heat production rate

de material fundido del manto superior se reduzca al valor límite. Si tomamos el valor de la producción de calor del manto superior como de 0.3×10^{-6} cal/gm/año y el calor latente de fusión como de 100 cal/gm entonces el 5% del manto superior puede ser fundido en 70 millones de años después de que la temperatura llegó al solidus inicialmente. Si la concentración subcrítica es del 2%, entonces el intervalo entre episodios volcánicos en un sistema cerrado será de 42 millones de años. El material perdido en la superficie será una fracción del material fundido existente y supuestamente será repuesto de las porciones adyacentes del manto, particularmente de la zona de baja velocidad. La nueva corteza y posiblemente manto superior generados, serían menos densos que las columnas colindantes y el gradiente de presión lateral facilitará el flujo de materia derretida en el fondo, hacia la región que se ha vaciado. Este flujo lateral de material puede compensarse parcialmente, por flujo desde regiones todavía más lejanas de la región que se ha vaciado y parcialmente por el desplome de la corteza y el manto superior superpuestos.

Si el transporte lateral del magma en la profundidad es menos activo que el transporte del magma a la superficie, entonces se producirán erupciones sucesivas adyacentes a la región vaciada y las zonas de actividad ígnea y volcánica tenderán a migrar.

IMPLICACIONES TECTONICAS

El concepto de una capa parcialmente fundida de amplia extensión en el manto superior tiene implicaciones tectónicas importantes. Tal capa será menos densa que el manto circundante y será mecánicamente inestable. Cualquier perturbación en esta capa tiende a aumentar con el tiempo. Para una capa uniforme de baja densidad las fuerzas de fluctuación deformarán la superficie de la capa y la longitud de onda óptima será de cerca de 6.3 veces el espesor de la capa (Ramberg, 1967). Para las dimensiones de la zona de baja velocidad esta longitud de onda óptima es de cerca de 1,000 Km. Perturbaciones accidentales en el espesor y estado de tensión en la corteza y el manto superior, sobre la zona de baja velocidad, probablemente controlarán, sin embargo, la localización y extensión de emergencias y depresiones. En regiones de tensión cortical, que pueden resultar ellas mismas, del intento de ascenso del magma ligero, la inestabilidad puede equilibrarse por extrusión de material fundido. En regiones de compresión en la corteza y en el manto superior la inestabilidad es aligerada muy probablemente por el hundimiento de la corteza y el manto superior la inestabilidad es aligerada muy probablemente por el hundimiento de la corteza y el manto superior dentro de una capa de baja densidad. En cualquier caso, si la fusión parcial ha progresado a una etapa suficientemente avanzada el magma y los volátiles asociados en la zona de baja velocidad tenderán a elevarse a la parte superior de la zona y realmente puede lubricar el contacto entre la base de la cubierta y la cima de la capa parcialmente fundida, entre los 50 y 60 Km aproximadamente. Esto puede ayudar a expli-

of the upper mantle as 0.3×10^{-6} cal/gm/year and the latent heat of fusion as 100 cal/gm then 5% of the upper mantle can be melted 70 million years after the temperature initially reached the solidus. If the subcritical concentration is 2% then 42 million years will be the interval between volcanic episodes in a closed system. The material lost to the surface will be some fraction of the available melt and it can presumably be replenished from adjacent portions of the mantle, particularly the low velocity zone. The newly generated crust, and possibly upper mantle, will be less dense than surrounding columns and the lateral pressure gradient will facilitate the flow of molten material, at depth, toward the region being depleted. This lateral flow of material can be partially compensated for by flow from regions still further away from the region being depleted and partially by subsidence of the overlying crust and upper mantle.

If lateral transport of magma at depth is less efficient than removal of magma to the surface, then successive eruptions will be adjacent to the depleted region and zones of volcanic and igneous activity will tend to migrate.

TECTONIC IMPLICATIONS

The concept of a wide spread partially molten layer in the upper mantle has important tectonic implications. Such a layer will be less dense than the surrounding mantle and will be mechanically unstable. Any perturbations in such a layer will tend to grow with time. For a uniform low density layer buoyancy forces will deform the surface of the layer and the optimal wavelength is about 6.3 times the thickness of the layer (Ramberg, 1967). For the dimensions of the low velocity zone this optimal wavelength is about 1000 Km. Accidental perturbations in the thickness and state of stress in the crust and upper mantle above the low velocity zone, however, will probably control the location and spacing of upwarps and downbucklings. In regions of crustal tension, which may themselves be due to the attempted rise of the light magma the instability can be relieved by the extrusion of the molten material. In regions of crustal and upper mantle compression the instability is more likely to be relieved by sinking of the crust and upper mantle into the low density layer. In any event, if partial melting has proceeded to a sufficiently advanced stage the magma and associated volatiles in the low velocity zone will tend to rise to the top of the zone and may effectively lubricate the boundary between the base of the lid and the top of the partially molten layer, around 50 to 60 Km. This may help explain the extreme mobility of the oceanic crust which apparently can slide around on the upper part of the low velocity zone with very low friction.

car la movilidad extrema de la corteza oceánica que aparentemente se puede deslizar sobre la parte superior de la zona de baja velocidad con una fricción muy pequeña.

CONCLUSIONES

Parece que no es posible llegar a interpretaciones auto-consistentes de zonas de baja velocidad pronunciadas en términos de altos gradientes de temperatura. Los gradientes térmicos que se requieren implican fusión parcial en los 100 Km superiores de la Tierra y valores altos de flujo de calor inaceptables a través del manto superior. Además los gradientes térmicos que se requieren para satisfacer las estructuras de velocidad P no satisfacen las estructuras de velocidad S y no son consistentes con gradientes calculados para velocidades en la cubierta de la zona de baja velocidad. Una pequeña cantidad de fusión parcial es consistente con la caída de la velocidad, con el efecto más pronunciado de las ondas de cortante y con el incremento en la absorción. Si se usan los efectos de fusión parcial en el sistema NaCl-Hielo, como guía solamente, se requiere 1% de material fundido. Más aún, el gradiente del punto de fusión es consistente, si la fusión no es muy extensa, con el flujo de calor a través de la base de la corteza. Si se generan grandes cantidades de material fundido, un transporte de calor por convección hacia arriba dará lugar, periódicamente a altos valores de flujo de calor y posiblemente a actividad intrusiva y extrusiva.

Agradecimientos. Esta investigación fue auspiciada parcialmente por la Air Force Office of Scientific Research, por la Oficina de Investigación del Aeroespacio, por la United States Air Force, bajo AFORS con número de contrato AF-49 (638)-1337, y el subsidio de la National Science Foundation GA 1003.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D. L. 1967. Phase Changes in the Upper Mantle. *Sciences*. 157:1165-1173.
- ANDERSON, D. L. & M. SMITH. 1968. Mathematical and Physical Inversion of Groos Earth Geophysical Data (Abstract) *Trans. American Geophys. Union*. 48:283.
- ANDERSON, D. L., E. SCHREIBER, R. C. LIEBERMANN & N. SOGA. 1968. Some Elastic Constant Data on Minerals Relevant to Geophysics (in press).
- ARCHAMBEAU, C. B., R. ROY, D. BLACKWELL, D. L. ANDERSON, L. JOHNSON & B. JULIAN. 1968. A Geophysical Study of Continental Structure (abstract) *Trans. American Geophys. Union*. 49:328.
- BIRCH, F. 1960. The Velocity of Compressional Waves in Rocks to 10 Kilobars, I. *Jour. Geophys. Res.* 65:1083-1102.
- 1966. Earth Heat Flow Measurements in the Last Decade. *Advances in Earth Sciences*. pp. 403-430.
- BROOKS, J. A. 1962. The Crust of the Pacific Basin. *Geophys. Monograph*. No. 6:1-10.
- CLARK, S. P. & A. E. RINCWOOD. 1964. Density Distribution and Constitution of the Mantle. *Rev. of Geophys.* 2:35-88.
- FUJISAWA, H., N. FUJII, H. MIZUTANI, H. KANAMORI & S. AKIMOTO. 1968. Thermal Diffusivity of Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 , and NaCl at High Pressures and Temperatures *Tech. Rept., ISSP, (Tokyo)*. A298.

CONCLUSIONS

It does not appear possible to obtain a self-consistent interpretation of pronounced low velocity zones in terms of high temperature gradients. The thermal gradients required imply partial melting in the upper 100 Km of the Earth and imply unacceptably high values for heat flow through the upper mantle. In addition thermal gradients required to satisfy the P-velocity structures do not satisfy the S-velocity structures and are not consistent with gradients estimated from velocities in the lid of the low velocity zone. A small amount of partial melting is consistent with the drop in velocity, the more pronounced effect on shear waves, and the increase in absorption. If the effects of partial melting in the NaCl Ice system can be used as a guide only about 1% melt is required. Furthermore, the melting point gradient is consistent, if the melting is not too extensive, with the heat flow through the base of the crust. If large amounts of melt are generated, upward transport of heat by convection will periodically give rise to large heat flow values and, possibly to intrusive and extrusive igneous activity.

Acknowledgements. This research was partially supported by the Air Force Office of Scientific Research, Office of Aerospace Research, United States Air Force, under AFOSR contract number AF-49(638)-1337, and National Science Foundation grant GA 1003.

BIBLIOGRAPHY

- GENSHAFT, YU S., V. V. NASEDKIN, YU N. RYABININ & V. P. PETROV. 1967. Possible Modes of Evolution of Material at Great Depths. (English Edition). *Izvestiya, Acad. of Sci., U.S.S.R. (Physics of the Solid Earth.)* 9:567-571.
- GREEN, D. H. & A. E. RINGWOOD. 1967. The Stability Fields of Aluminous Pyroxene Peridotite and Garnet Peridotite and their Relevance to Upper Mantle Structure. *Earth Planet. Sci. Letters*, 3:151-160.
- GREEN, T. H. & A. E. RINGWOOD. 1966. Origin of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1:307-316.
- GUTENBERG, B. 1959. The Asthenosphere Low-Velocity Layer. *Ann. Geofis.* 12:439-460.
- HUGHES, D. S. & T. NISHITAKE. 1963. Measurement of Elastic Wave Velocities in Armco Iron and Jadite under High Pressures and High Temperatures. *Geoph. Papers dedic. Prof. K. Sassa*.
- JOHNSON, L. R. 1967. Array Measurements of P Velocities in the Upper Mantle. *Jour. Geophys. Res.* 72:6309-6325.
- JULIAN, B. R. & D. L. ANDERSON. 1968. Travel Times, Apparent Velocities and Amplitudes of Body Waves. *Bull. Seismol. Soc. America*. 58:339-366.
- KUSHIRO, I., Y. SYONO & S. AKIMOTO. 1968. Melting of a Peridotite Nodule at High Pressures and High Water Pressure. *Jour. Geophys. Res.* (in press).
- LUBIMOVA, E. A. 1967. Theory of the Thermal State of the Earth's Mantle. The *Earth's Mantle*, Chapt. 10. pp. 213-323, London.
- MACDONALD, G. J. F. & N. F. NESS. 1961. A Study of the Free Oscillations of the Earth. *Jour. Geophys. Res.* 66:1865-1911.
- MAGNITSKIY, V. A. 1967. The Internal Structure and Physics of the Earth. *Izdatel'stro "Nedra"* (1965). NASA Technical translation TT F-395.
- PRESS, F. 1959. Some Implications on Mantle and Crustal Structure from G Waves and Love Waves. *Jour. Geophys. Res.* 64:565-568.
- RAMBERG, H. 1967. *Gravity and Deformation of the Earth's Crust: as Studies by Centrifuged Models*. London-New York.
- RINGWOOD, A. E. 1962a. A Model for the Upper Mantle. *Jour. Geophys. Res.* 67: 857-866.
- 1962b. A Model for the Upper Mantle, 2. *Jour. Geophys. Res.* 67:4473-447.
- 1966. Mineralogy of the Mantle. *Advances in Earth Science*. pp. 357-399.
- SHIMOZURU, D. 1963. The Low Velocity Zone and Temperature Distribution in the Upper Mantle of the Earth. *Jour. Phys. Earth*. 11:19-24.
- SIMMONS, G. 1964. Velocity of Shear Waves in Various Minerals to 10 Kilobars. *Jour. Geophys. Res.* 69:1117-1121.
- SCLAR, C. B., L. C. CARRISON & O. M. STEWART. 1967. High Pressure Synthesis of a New Hydroxilated Pyroxene in the System $MgO \cdot SiO_2 \cdot H_2O$. *Trans. American Geophys. Union*. 48:226.
- SOGA, N. & O. L. ANDERSON. 1967. High Temperature Elasticity and Expansivity of Fosterite and Steatite. *Jour. American Ceram. Soc.* 50:239-242.
- SPETZLER, H. & D. L. ANDERSON. 1968. The Effect of Temperature and Partial Melting on Velocity and Attenuation in a Simple Binary System. *Jour. Geophys. Res.* (in press).
- VALLE, P. E. 1956. On the Temperature Gradient Necessary for the Formation of a Low-Velocity Layer. *Ann. Geof.* 9:371-377.
- VERMA, R. K. 1960. Elasticity of Some High-Density Crystals. *Jour. Geophys. Res.* 65:757-766.
- YODER, H. S. & C. E. TILLEY. 1962. Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Roch Systems. *Jour. Petrol.* 3:342-532.